Bauxite und Braunkohlen als Wertmesser der Tertiärklimate in Dalmatien

Von

Oberbergrat Fritz Kerner-Marilaun

k. M. Akad. Wiss.

(Mit 1 Textfigur)

(Vorgelegt in der Sitzung am 21. April 1921)

Südeuropa war im Tertiär ein Archipel, dessen hydrometeorische Verhältnisse durch seine Ausbreitung beiderseits der Mittellage des Nordrandes der subtropischen Hochdruckzone bestimmt wurden. Es mußten sich überall in Küstennähe Winterregen und sommerliche Trockenheit, in größerem Abstande vom Meere Frühlingsregen mit Spätsommerdürre und im nördlichen Randgebiete schon Sommerregen einstellen, indes in den Übergangsräumen Herbstregen zur Entwicklung kamen. Alleinherrschaft sehr großer und gleichmäßig über das Jahr verteilter Regenmengen ist für das tertiäre Südeuropa auch bei tropischer Wärme nicht anzunehmen, wie ja eine solche Herrschaft selbst im ostindischen Inselmeere nicht besteht, wo man nicht weniger als vier verschiedene Typen der Regenverteilung kennt, von denen einer eine so deutlich ausgeprägte Trockenzeit in sich schließt, daß dort die Kokospalmen nicht selten verdorren.

Bei den besagten hydrometeorischen Zuständen konnten sich auf kleineren Inseln und im Umkreise größerer nun Roterdedecken und Macchien bilden, im Innern größerer Eilande Salztonböden mit Xerophytenwuchs zeigen und im Norden Braunerden und üppige Wälder entwickeln. Anläßlich der stattgehabten Größen- und Formenwechsel der Inseln mußten dann Verschiebungen der Boden- und Pflanzenzonen erfolgen und mußten dieselben Gebiete bald in den Bereich des Meeres, bald in den des Landinnern kommen und in den Zwischenzeiten auch Bestandteil von Küstensäumen sein. Wäre die geologische Urkunde allerorts vollkommen lesbar und würden die irdischen Vorgänge ihrem Schema entsprechend verlaufen, so sollte man an allen nicht dauernd landfest oder meerbedeckt gewesenen Stellen einen wiederholten Wechsel von Kalken, von

Bauxiten und von Salz- und Gipslagern, beziehungsweise von Kohlenflözen in vorschreitender oder rückläufiger Folge erkennen.

Nun ist aber jene Urkunde sehr lückenhaft und spielen sich jene Vorgänge oft nicht in einfacher Art ab, indem beispielsweise bei Reihenentwicklung manchmal einzelne Glieder ausfallen oder in doppelter Anzahl erscheinen. Besonders ist mit einem Wegfall der litoralen Übergangsbildung zu rechnen. An der Ostseite Spaniens ist in der Gegend von Murcia der Roterdesaum unterbrochen und reicht der Salztonboden bis ans Meer. Im liburnischen Karste wird die Macchienzone sehr schmal und drängt sich die pontische Flora fast bis an die Küste heran. Dann kann die Roterdebedeckung verkarsteter Küstenstriche durch Einschaltung von Flußebenen lückenhaft sein. Auch das Reliktenphänomen kann Störungen des oben aufgezeigten Schemas bedingen. Wenn ein Gebiet, das eine kleine Insel war, durch Meeresregression zum inneren Teile eines großen Inselkörpers wurde, konnte sich die Roterdedecke auch nach erfolgtem Klimawechsel erhalten und wenn dann das Gebiet infolge einer Transgression wieder in Küstennähe rückte, wird die vollaride Klimaphase in der Gesteinsfolge gar nicht angedeutet sein.

So kann man nur hoffen, in einzelnen Gauen jenen Zyklus der Boden- und Florengestaltung ganz oder zum Teil entwickelt zu sehen. Ein solcher Fall ist in Mitteldalmatien gegeben. Nachdem dieses Gebiet zur oberen Kreidezeit ganz meerbedeckt gewesen, wurde es im Protozän ein Küstenland, um dann im unteren Eozän wieder der Überflutung zu verfallen. Dann wurde es wieder eine Litoralregion, und zwar im oberen Mitteleozän ein bergiger Küstenstrich, im unteren Oligozän aber Schwemmlandküste und Deltagebiet. Im Jungtertiär rückte es dann weit vom Meere ab, um sich ihm im Quartär abermals zu nähern.

So sieht man in Dalmatien dem Rudistenkalke Bauxit aufgelagert, diesen von marinem Untereozän in der Fazies von Foraminiferenkalk bedeckt, über diesem ein oberes Bauxitniveau entwickelt und trifft dann im Unteroligozän eine Kohlenbildung und — altmiozäne Sedimente ganz vermissend — im Pliozän eine jüngere Flözentwicklung an.

Geologische Übersicht.

Der protozäne Bauxit.

Die klaren Zeichen einer Absatzlücke zwischen dem Rudistenkalke und den Cosinaschichten und die noch deutlicheren Wahrzeichen einer Unterbrechung der Schichtfolge zwischen jenem Kalke und dem Miliolidenkalke in den Gegenden, wo das limnische Protozän fehlt, sind in meinen dalmatinischen Aufnahmsberichten wiederholt beschrieben.[1] Man erkennt eine alte, stark verkarstete Landoberfläche,

[1] In den Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1893 bis 1914.

in deren Hohlformen es zum Absatze von Roterde kam. Diese protozäne Roterde Dalmatiens ist dadurch bemerkenswert, daß für ihre Bildung nur die Lösungsrückstandshypothese gelten kann. Da es sich hier um aus weitem Meere frisch emporgetauchten Boden handelte, schloß sich die Möglichkeit der Zufuhr von schon in älterer Zeit gebildeter Roterde aus der Nachbarschaft ganz aus. Auch die aeolische Zutragung roten Staubes aus einem vielleicht in größerer Ferne bloßgelegenen krystallinen Kern kam kaum in Betracht. Auch die Annahme einer Zufuhr von Eisenlösungen und durch sie bedingter Metasomatose ließe sich nicht begründen. Die eisenoxydul- und pyrithältigen Flyschmergel Dalmatiens waren damals noch nicht abgelagert und die Flyschmassen Bosniens lagen — soweit sie vortertiären Alters sind — noch am Meeresgrunde. Aber auch aus der Tiefe konnten Eisenlösungen nicht zutreten. Damals erstreckten sich Kalk- und Dolomitmassen von mehr als 2500 *m* Mächtigkeit von der Bodenoberfläche nach unten.[1] Wenn nun gemäß den Anschauungen Blank's gerade der Kalk nicht das Eisen der Roterde geliefert hätte, wären dessen nächstmögliche Ursprungsorte die Augit- und Olivinkrystalle in den Diabasporphyriten der Wengener Schichten und die Glimmerschuppen in den Sandsteinen der Werfener Schichten gewesen. Nun nahm Stache[2] zur Erklärung der kieseligen Beschaffenheit mancher Cosinakalke allerdings den Eintritt von Warmquellen in die protozänen Süßwasserseen an; die Erscheinungen der Oxydationsmetasomatose durch Tagwässer hätten aber Wasserdämpfe von Siedehitze nicht hervorrufen können. Das Eisen der Bauxite des dalmatischen Protozäns ist von dem dem Kalke isomorph beigemischten kohlensauren Eisenoxydul herzuleiten, das zusammen mit dem Kalke als Bicarbonat gelöst, durch den Luftsauerstoff in Eisenhydroxydgel umgewandelt und dann in wasserfreies Gel übergeführt wurde. Die Umstände, welche gegen die Annahme von Kispatić, daß das Eisen im Kalk (der Hauptsache nach) schon in oxydischer Verbindung vorgebildet sei, sprechen, habe ich anderorts erwähnt.[3]

Gegen die Aufrufung des dalmatischen Protozänbauxits als Zeugen eines mediterranen Klimas wird man aber den Umstand, daß er eine einfachere Bildungsweise als die südeuropäische Roterde der Jetztzeit besaß, nicht ins Feld führen. Roterden weisen unabhängig von ihrer besonderen Entstehungsart auf hohe sommerliche Luftwärme und Lufttrockenheit, die zu allmählicher Zerstörung der humosen Massen führten, zugleich aber auch auf reichliche

---

[1] Gemäß meinen Profilaufnahmen im Svilajagebirge. Trias: Verh. der Geol. Reichsanstalt. 1908, 12; Lias und Jura: ebenda, 1907, 11; Kreide: ebenda. 1915. Nr. 15 und 16.

[2] Stache, Die Liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. 1889, 49.

[3] Kerner, Geologie der Bauxitlagerstätten der österr.-ung. Monarchie. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. 1916.

Durchfeuchtung des Erdbodens in der kühleren Jahreszeit. Ein indirekter, aber darum nicht minder glaubwürdiger Zeuge für ein mediterranes Klima Dalmatiens im mittleren Protozän meldet sich in einem negativen Befunde: im gänzlichen Fehlen von Resten einer Landflora. Daß Stache[1] in Istrien solche Reste als große Seltenheiten fand, erklärt sich etwa so, daß sich dort entsprechend der borealeren Lage schon der Übergang in ein Braunerdeklima vollzog. Dagegen ist das spärliche Erscheinen von Characeenfrüchten und das völlige Fehlen von dunklen Kalken und Kohlenlagen in den Cosinaschichten Dalmatiens nicht durch mangelnde Erhaltung, sondern durch Entwicklungsmangel einer üppigen Algenflora in den protozänen Süßwasserseen dieses Landes bedingt. Die Kohlen und Charenkalke Istriens erscheinen dort, wo nach dem Rückzuge des Rudistenmeeres noch verbliebene Lagunen sich aussüßten. Im mittleren Dalmatien, wo Fortbestand von Wasserflächen nach dem Meeresrückzug eine seltene Ausnahme blieb, erfolgte die Seenbildung in mit Roterde erfüllten Mulden. Hier schienen die Bedingungen für das Gedeihen von üppigen Algenrasen zu fehlen.

Die Bauxitentwicklung bietet keinen Anhaltspunkt für eine Beurteilung des Maßes der Ausprägung des mediterranen Klimatypus im Protozän. Sie weist wohl auf eine geringere Ansammlung von Roterde als die gegenwärtige hin. Allein es fehlte die Möglichkeit der Zufuhr schon früher gebildeter Erde und es läßt sich die im Protozän und die im Jungquartär entführte Menge von Roterde auch nicht annähernd schätzen. So verbietet es sich, aus einer geringeren Anhäufung roter Eluvialgebilde im Protozän auf eine schwächere Ausprägung des Mittelmeerklimas zu schließen.

Der mitteleozäne Bauxit.

Der mitteleozäne Bauxit Dalmatiens wurde von mir und von meinem mit der Aufnahme Norddalmatiens betraut gewesenen Kollegen Schubert auch stets als fossile Roterde gedeutet. Ja Schubert ging soweit, die Bauxitlinsen geradezu als verquetschte und verdrückte Dolinenfüllungen zu betrachten. Später trat Kispatić[2] auf Grund seiner genauen mineralogischen Untersuchungen mit Entschiedenheit für die Terra rossa-Natur der karstländischen Bauxite ein, wobei er im Vereine mit Tucan auch wieder ein eifriger Verfechter der Lösungsrückstandshypothese wurde. In neuerer Zeit hat sich Katzer[3] sehr gegen eine Verallgemeinerung der These, daß Bauxit fossile Roterde und Terra rossa rezenter Bauxit sei, gewandt.

---

[1] Liburnische Stufe, p. 53.

[2] Kispatić, Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Neues Jahrb. für Min., Geol. und Pal. Beilage Bd. XXXIV, 1912.

[3] Katzer, Das Bauxitvorkommen von Domanović in der Herzegowina. Zeitschrift für prakt. Geol. 1917, Nr. 8.

Katzer's Einwände betreffen zunächst mehr die Entstehung einzelner Bauxitlager als die Genesis des Bauxits. Indem er in dem Lager von Domanović eine ufernahe feinschlammige Einschwemmung in das seichte Mitteleozänmeer erblickt, gibt er wohl auch den Bestand eines rote Eluvien tragenden benachbarten Landes zu. Er betrachtet und erkennt diese Eluvien aber zum Teil als solche von Silikatgesteinen.

Im Innern Norddalmatiens und im Bereich des Moseć und der Visoka sind die Zeichen einer Unterbrechung der marinen Schichtfolge während des oberen Mitteleozäns deutlich. Die Trockenlegung begann hier zum Teil schon im unteren Mitteleozän, zum Teile auch noch früher, da die Alveolinenkalke infolge Einschwemmung von roter Erde streckenweise rosenrot gefärbt sind. Hinsichtlich der Erzmenge ist so bei dem jüngeren Bauxit Dalmatiens keine Beschränkung auf die Rückstandshypothese geboten. Die aus dem oberen Mitteleozän erhalten gebliebenen Roterden können zum Teil auch umgelagerte Roterden aus älteren Abschnitten des Eozäns sein. Betreffs der Genesis kommt aber auch für den Eozänbauxit Dalmatiens hauptsächlich nur jene Hypothese in Betracht. Es ist zwar der die mitteleozäne Landperiode — im Gegensatz zur protozänen — kennzeichnende Sachverhalt, daß in ihr Gebirgszerstörung und Bloßlegung älterer Schichten in weitem Ausmaße stattfanden. Zur Entblößung Eisen liefernder Schieferkerne kam es aber nicht. Solche mußten auch damals abseits gelegen sein. Denn wo die eozänen Breccien an Werfener Schiefer stoßen, handelt es sich nicht um Transgression, sondern um tektonischen Kontakt an steiler Faltenverwerfung.

Über den Grad der Ausprägung des Mediterranklimas im mittleren Eozän gestattet der Bauxit dieser Zeitstufe — aus ähnlichen Gründen wie der protozäne für seine Bildungszeit — kein genaueres Urteil. Dagegen ist es wieder das gänzliche Fehlen von Resten einer Landflora, was auf ein scharf ausgeprägtes semiarides Klima weist, in dem jede Humusanhäufung fehlte.

Die unteroligozäne Braunkohle.

Die reiche Flora, welche das am Monte Promina den nach diesem Berge benannten Schichten eingeschaltete Kohlenlager begleitet, wurde von Ettingshausen[1] und Visiani[2] beschrieben. Ein kleinerer Florenschatz aus der Nachbarschaft des jenem Lager ungefähr altersgleichen Schieferkohlenflözes von Ruda[3] wurde von

---

[1] Ettingshausen, Die eozäne Flora des Monte Promina. Denkschr. der Akad. der Wiss., VIII, 1854.

[2] Visiani, Pianti fossili del Monte Promina. Memorie dell' istituto veneto di sc. lett. ed. art. VII. 1858.

[3] Kerner, Das kohlenführende Palaeogen von Ruda in Mitteldalmatien. Verh. der Geol. Reichsanstalt, 1907, Nr. 6.

mir bestimmt.[1] Betreffs der Altersdeutung der Kohlen des Monte Promina stimmten die Ergebnisse der Phyto- und Zoopalaeontologen nicht überein.

Oppenheim[2] stellte die Süßwasserfauna der unteren Prominaschichten noch in das obere Bartonien, Heer[3] nahm im Hinblick auf die schon von Ettingshausen betonte große Verwandtschaft der Prominaflora mit den Floren von Häring und Sotzka für erstere ein untertongrisches Alter an. Als Beweis gegen ein obereozänes Alter der Prominaflora führte Heer ihre völlige Verschiedenheit von der Flora des Monte Bolca ins Treffen. Der Ansicht Heer's schlossen sich später auf Grund der Faunenuntersuchung de Stefani und Dainelli[4] an.

Nach Ettingshausen setzt sich die Braunkohlenflora des Promina aus dreierlei Bestandteilen zusammen; aus Pflanzen, die an dürren, sandigen oder felsigen, ganz niedrigen Stellen wuchsen, aus Pflanzen, die auf felsigen, buschigen Anhöhen und an ähnlichen Orten der Täler gediehen und aus Pflanzen der dichteren und feuchteren Wälder an den Ufern von Flüssen.

Von den nach Abzug der Gefäßkryptogamen und Wassergewächse verbleibenden 55 Pflanzenarten entfallen 65% auf die mittlere, 15% auf die erste und 20% auf die letzte Gruppe. Von den von mir aus Ruda bestimmten 42 Spezies gehören 70% der mittleren Gruppe an. Die örtliche Nachbarschaft feuchten und trockenen Bodens mußte sich mit einem zeitlichen Wechsel von Nässe und Dürre verknüpfen. Bei gleichmäßig über das Jahr verteilten Regen hätten die Xerophyten nicht zu gedeihen vermocht; in einer dauernd regenarmen Gegend wären die Hygrophyten nicht wachstumsfähig gewesen. Die Prominaflora weist so auf ein Klima mit deutlich ausgeprägter Regen- und Trockenzeit hin. Ein solches konnte in einem insularen Gebiete am Nordrande des Hochdruckgürtels nur ein Klima mit Regen in der kälteren Jahreszeit sein. Die Prominaflora ist sonach das Wahrzeichen eines Klimas von derselben hydrometeorischen Tracht, wie jenes, welches die Bauxite bezeugen. Man sollte dann annehmen, daß die felsigen Höhen, die aus den Flußniederungen und Ästuarien aufragten, ein roterdetragendes Karstgebiet waren, gleich den Anhöhen, auf denen jetzt die Macchienflora gedeiht, während die dürren, sandigen Stellen in den jetzt von Tamarisken besäumten Küstenstrecken, die feuchten

---

[1] Kerner, Tertiärpflanzen vom Ostrande des Sinjsko Polje in Dalmatien. Ebenda. 1902, Nr. 14 und 15; und Beitrag zur fossilen Flora von Ruda. Ebenda. 1906, Nr. 2. — Alt- und jungtertiäre Pflanzenreste aus dem obersten Cetinatale. Ebenda. 1916, Nr. 8.

[2] Oppenheim, Über einige alttertiäre Faunen der österr.-ung. Monarchie. Beitr. zur Pal. Öst.-Ung. und des Orients. XIII.

[3] Heer, Flora tertiaria Helvetiae.

[4] Dainelli, Il miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. Atti d. r. acc. d. Lincei. 1901; und Palaeontographica italica 1901.

Niederungen in den mit Pappeln und Weiden bewachsenen Uferzonen der heutigen Küstenflüßchen allerdings sehr schwache Analoga fänden. Dann drängt sich die Frage auf, wie es sich mit den Anzeichen von Roterdebildung im dalmatischen Oligozän verhält.

Schon Stache[1] wies auf das Vorkommen von bohnerzführendem Ton auf der Ostseite des Monte Promina hin. Es greifen dort Konglomerate der unteren kohlenführenden Prominaschichten auf tieferen Kreidekalk über. Stache sah dieses Vorkommen aber als eine noch aus dem Mitteleozän stammende Roterde an und rief es als Zeugen für eine schon zu jener Zeit stattgehabte Emersion auf. Die tonigen Brauneisensteine nahe dem Gipfel des Promina liegen dort, wo die obersten Konglomerate auf Rudistenkalk transgredieren und kommen so nicht mehr als Zeugen von Verwitterungsvorgängen zur Zeit des Wachstums der Prominaflora in Betracht.

Am Koziak und auf der Kamešnica treten an der Grenze der Tertiärkonglomerate gegen den kretazischen Untergrund keine nennenswerten Einschaltungen von Eisenton auf. Man könnte nun wohl annehmen, daß die Terra rossa-Decken an den Rändern der aus den Flußniederungen aufgestiegenen Felshöhen durch Hochwässer weggespült wurden. Dann würde man aber ein reicheres Auftreten roten Zements in den Konglomeraten erwarten. Auch die Plattenkalke und Mergelschiefer der Prominaschichten zeigen meist lichtgelbliche oder bläulichgraue Farben und weisen nur selten einen Stich ins Rötliche auf.

Man hat sich das Gebiet der Prominaschichten (zu ihrer Bildungszeit) als ein an Ästuarien und sich verzweigenden Mündungsarmen reiches Delta vorzustellen. Da konnte es wohl sein, daß Aufschwemmungen von Roterde wegen allzu großer Verdünnung ihre färbende Kraft verloren. Die früher erwähnte rosenrote Färbung der Boreliskalke widerspricht dem nicht. Es kann sein, daß Sinkstoffe, wenn sie ins Meer gelangen, über ein viel weniger weites Areal verschleppt werden, als wenn sie in Flüsse geraten. Es ist so als wahrscheinlich anzusehen, daß in Dalmatien auch im Unteroligozän das außerhalb der Flußniederung gelegene Land verkarstet und teilweise mit Roterde bedeckt war. Bauxit und Kohle schließen sich so als Wahrzeichen desselben Klimas nicht überhaupt und nur insoweit, als es sich um Kalkboden handelt, aus.

Wo von felsigen Lehnen abgespülte pflanzliche Reste in den Uferschlamm ständiger Flüsse und Seen gerieten, konnten sie der Umbildung in Humus und — sofern sie holzig waren — der Umwandlung in Kohle unterliegen. Die Flüsse, welche die Prominakonglomerate aufschütteten, konnten nicht erst in der Küstenzone entspringen und brauchten so in ihrer Wasserführung auch nicht

---

[1] Stache, Über das Alter bohnerzführender Ablagerungen am Monte Promina. Verh. der Geol. Reichsanstalt. 1886, Nr. 15.

vom Küstenklima im Sinne eines sommerlichen Versiegens beeinflußt zu sein. Ihr Uferschlamm war dauernd feucht. Die Hauptmasse der Prominakohlen wird man aber naturgemäß von den in der Flußniederung selbst gewachsenen Bäumen herleiten.

Wo die abgestorbenen Pflanzenreste durch die Regenfluten des Winters in Karstmulden geschwemmt wurden, deren Boden im Sommer ganz austrocknete und sich erhitzte, wurden sie aber allmählich zersetzt. Auf den durch den Rückzug des Rudisten- und Alveolinenmeeres erstandenen Küstenländern widerfuhr den Resten der Pflanzenwelt nur dieses letztere Schicksal. Das Fehlen fluviatiler Konglomerate im Protozän und Mitteleozän beweist, daß damals der verkarstete Küstensaum nicht durch Schwemmlandgebiet unterbrochen war. Selbst das Dasein der kleinen heutigen Küstenflüsse knüpft sich an Aufbruchszonen triadischer Schiefer als ihre Ursprungsgebiete. Solche Aufbrüche fehlten noch in den genannten beiden Stufen des Tertiärs und auch aus entfernteren Hinterländern kamen damals keine Flüsse heran.

Der altpliozäne Lignit.

Während aus dem lignitführenden Neogen der Insel Pago Pflanzenreste, vorzugsweise Koniferen, von Radimski[1] schon vor längerer Zeit erwähnt worden waren, wurden solche aus der Lignitformation des festländischen Dalmatien erst durch mich bekannt gemacht.[2] Meine Funde bestanden hauptsächlich in Wasser- und Sumpfpflanzen, die mir wertvolle Behelfe zur Detailgliederung[3] des Neogens im Cetinatale wurden, soweit nicht schon die von Hauer und Stache entdeckte und von Brusina genau bearbeitete Süßwasserfauna die Mittel für eine solche Gliederung bot. An einigen Orten fanden sich auch Reste von Landpflanzen. Sie sind aber zu spärlich, als daß man aus ihnen schon ein klares Bild der Flora gewänne.

Neumayr[4] schrieb den neogenen Süßwasserschichten Dalmatiens einen großen stratigraphischen Umfang zu, indem er sie teils noch der dritten Miozänfauna, teils der pontischen Übergangsfauna, teils der levantinischen Stufe zuteilte. Für ein Hinabreichen des Cetinenser Neogens in die sarmatische Stufe sprach sich auch Stache aus, der, wie später Kittl, ihre obere Grenze ins Pleistozän

[1] Radimski, Das Lignitvorkommen auf der Insel Pago. Verh. der Geol. Reichsanstalt. 1877, Nr. 6 und 11.

[2] Kerner, Neogenpflanzen vom Nordrande des Sinjsko polje. Jahrb. der Geol. Reichsanstalt. 1905.

[3] Kerner, Gliederung der Sinjaner Neogenformation. Verh. der Geol. Reichsanstalt. 1905, Nr. 6.

[4] Neumayr, Geologie der Insel Kos. Denkschr. der Akad. der Wiss. 1880.

hinaufschob. Die Blattreste gehören teils den noch sarmatischen Ceratophyllumschichten, teils den Fossarulidenmergeln, teils den Congerienschichten an.

Das dürftige, aus den bisherigen Funden erstehende Bild der früh- bis vorpontischen[1] Flora Dalmatiens fügt sich dem Rahmen ein, in welchem die alpinen und transalpinen Floren derselben Zeitstufe sich zeigen. Rein tropischen Typen sicher zuzurechnende Reste fehlen.[2] Zurückgebliebenen Formen der wendekreisnahen Subtropen (so das hoch hinaufreichende, leicht erkennbare *Cinnamomum Scheuchzeri*, analog dem südjapanischen *C. pedunculatum*) erwächst in Arten sommergrüner Wälder (Reste von Amentaceen und von *Juglans*) ein Gegengewicht. In der Mehrheit sind Formen der warmen Zone (*Myrica*, *Laurus*, *Diospyros*, *Myrsine*, *Daphne*, *Rhododendron*). Erwähnt sei noch, daß von zwei sehr bezeichnenden Arten der neogenen Süßwasserflora die eine, *Ceratophyllum Sinjanum*, dem *C. pentacanthum* in den Tümpeln des Alföld, die andere, *Damasonium Sutinae*, dem *D. Alisma* der Mittelmeerländer gleicht.

An der Berührungslinie des Jungtertiärs mit dem Gebirgsgerüste sieht man dort, wo sie nicht — was wiederholt der Fall — einer Verwerfung, sondern einer Auflagerungsgrenze entspricht, die Unterlage mit Krusten von tonigem und sandigem Brauneisen bedeckt, die oft in ein Haufwerk von Bröckeln zerfallen. Einschaltungen von Limonitflözen oder von Bauxitlinsen zeigen sich an der Neogenbasis nicht. Daraus erhellt, daß keinesfalls die klimatischen Bildungsbedingungen für Seeerz oder die für Sumpferz gegeben waren und daß der Boden der Mulden, in denen die Wassersammlung erfolgte, keine Roterdedecke trug. Die etwas tonigen Süßwasserkalke sind größtenteils weiß, lichtbläulichgrau oder blaßgelblich gefärbt. Eine Ausnahme machen nur die auf basalen Eisensteinkrusten unmittelbar ruhenden Schichten, die hellgelb gefärbt sind, und die Mergellagen auf permotriadischem Grunde, die eine der wechselnden Zufuhr von Abschlämmungen roter Schiefer, schwarzer Kalke und gelber Rauhwacken entsprechende Farbenbänderung zeigen.

Dies deutet an, daß in Mitteldalmatien keine Einschwemmung von Terra rossa in die Süßwasserbecken erfolgte und deren Umgebung keine großen Roterdelager umschloß. Auch Schubert berichtete aus seinem Aufnahmsgebiete, daß nur ganz vereinzelt eine Einschwemmung von Roterde in dünnen Lagen in das limnische Neogen vorkomme.

Direkte Zeugen der Verwitterungsvorgänge auf der pliozänen Landfläche gibt es dort, wo diese Fläche eine Überdeckung mit

[1] Pontisch im geologischen, nicht im pflanzengeographischen Sinne.

[2] Eine *Ficus* und eine *Cassia* erscheinen in meiner Liste mit ? Ein Blättchen konnte ich mit Unger's *Bumelia oreadum* identifizieren, doch ist die systematische Stellung der von Unger, Ettingshausen und Heer den Seifenbäumen zugedachten Blattreste noch fraglich.

altquartären Lehmen und Sanden erfuhr. Wo diese wieder entfernt sind, zeigen sich in Norddalmatien neogene Roterdelager. Es mußte ja Roterde noch aus früheren Abschnitten des Tertiärs in großer Menge erhalten sein, ihre Neubildung war aber vielleicht damals nicht reichlich.

Klimatologischer Teil.

Die folgende Betrachtung entspringt den Gedankengängen, welche auch für meine früheren Arbeiten über die Vorzeitklimate leitend waren. Die Verknüpfung klimatischer Zahlenwerte mit Fossilien und Gesteinen erwächst hier nicht aus einem Irrglauben an die Zulässigkeit strenger thermischer Analogieschlüsse und die Ableitung solcher Werte aus palaeogeographischen Karten ist nicht der Auswuchs einer Wahnvorstellung, daß diese Karten richtig seien. Beide Maßnahmen fasse ich, wie andernorts dargelegt,[1] nicht als preiswerte sichere Lösungsmittel der Klimarätsel, sondern als einzige gangbare Wege zur Inangriffnahme der bezüglichen Probleme auf.

Terrigene Gesteine sind als Wertmesser der Vorzeitklimate nur beschränkt zu verwenden, da die klimatischen Werte in den Verbreitungsgebieten der verschiedenen Bodenarten große Schwankungen zeigen. Es ist das nicht die Folge einer relativen Unabhängigkeit der Bodenbildung vom Klima, sondern das Ergebnis eines bei dieser Bildung statthabenden Wechselspieles der klimatischen Faktoren, das in ihrem Produkte seinen Ausdruck findet. An erster Stelle kommt hier das Produkt aus Luftwärme und Luftfeuchtigkeit (beziehungsweise deren reziprokem Werte) in Betracht. Man kann aber nicht dieses zur Grundlage des Vergleiches machen und muß dessen beide Faktoren getrennt untersuchen.

Bestimmung der thermischen Palaeoklimate.

Zur Bestimmung des thermischen Roterdeklimas boten die wertvollen Tabellen in Hann's Klimakunde ausreichenden Stoff. Es ließen sich aus dieser Quelle für viele in das von Ramann umgrenzte Terra rossa-Gebiet fallende Orte die wichtigsten Kennzeichenwerte der Luftwärme entnehmen. Ramann dehnte den Roterdebegriff über die Terra rossa der Karstländer auch auf die roten Erden der aus Silikatgesteinen bestehenden Uferteile des Mittelmeeres aus. Hiedurch erfährt die klimatische Kennzeichnung des Roterdeklimas aber keine Verzerrung, da Schiefergebiete nur einen kleinen Bruchteil des Terra rossa-Geländes im Sinne Ramann's einnehmen und nicht die klimatischen Randwerte umfassen.

---

[1] Kerner, Synthese der morphogenen Winterklimate Europas zur Tertiärzeit. Diese Sitzungsber., 1913, Februar.

Aus je 50 Stationen des westlichen und östlichen Mediterrangebietes ergaben sich für die mittlere Jahrestemperatur aus den Häufigkeitszahlen von 1 Grad breiten und um je einen halben Grad vorschreitenden Wärmestufen je zwei durch ein tiefes Tal getrennte Scheitel: 15·3 und 17·7 für das westliche, 15·1 und 17·7 für das östliche Becken. Als Scheitelwerte der Temperaturen der extremen Monate wurden in gleicher Weise 11·2 und 25·1 im westlichen, 9·0 und 25·5 im östlichen Becken gefunden. Größere Verschiedenheit weisen die Scheitelwerte der Amplituden auf: 15·2 West und 18·7 Ost. Die Mittelwerte sind:

	Jahr	Kältester Monat	Wärmster Monat
West	15·9	8·7	24·2
Ost	15·9	7·4	25·2

Als Durchschnittswerte der mittleren jährlichen Extreme ergaben sich aus im ganzen 50 Stationen für das Maximum 35·3, für das Minimum —2·1. Die Grenzen der Spielräume, innerhalb deren sich die genannten Werte bewegen, sind:

Mittl. Max.	Mittl. Sommermonat	Jahresmittel	Mittl. Wintermonat	Mittl. Min.
41·7	27·3	18·7	13·0	4·2
9·9	20·5	11·1	1·7	—11·2

Die obere Grenze der Mittsommerwärme im Terra rossa-Klima läßt sich bei 27·5° scharf ziehen. Die Orte mit Julitemperaturen über 28° gehören schon den Steppengebieten an (darunter in Europa Sevilla mit 29·4). Schwieriger ist es, das Roterdegebiet im Winter thermisch nach unten scharf abzugrenzen, da es ohne scharfe Grenze in das Gebiet der Braunerden übergeht. Läßt man die Grenze mit der des Karstes zusammenfallen, so erhält man als untere Grenze der Jännertemperaturen schon Werte unter Null (Mašun, 1000 *m*, am Krainer Schneeberg nach Trabert —3·9). Die Erden weichen dort aber wie auf den dalmatischen Bergen durch rotbraunen Farbenton schon sehr von den tiefroten Erden der dalmatischen Inseln ab. Die hier angenommene thermische Grenze schmiegt sich dem Rande des Verbreitungsgebietes der mediterranen Flora an.

Zwischen den vorangeführten Randwerten sollte das thermische Klima Dalmatiens in jenen Zeiten, aus denen Bauxite erhalten sind, gelegen gewesen sein, wenn — woran nicht zu zweifeln ist — die Bauxite Dalmatiens fossile Roterden sind, und sich die Bildung derartiger Erden in der Vorzeit unter ebensolchem Klima wie in der Jetztzeit vollzog.

Als Orthotemperaturen[1] der fossilen Pflanzenwelt des Monte Promina darf man jene annehmen, welche Heer für die

[1] Synthese der Winterklimate etc., p. 55.

Floren der unteren Schweizer Molasse bestimmte. Die Erlaubnis hiezu leitet sich daraus ab, daß jene Flora mit der aquitanischen Schweizer Flora 31 Arten gemein hat und mit den tongrischen Floren von Sotzka und Häring, die ihrerseits 54, beziehungsweise 44 Schweizer Arten enthalten, 38, beziehungsweise 36 Arten teilt. Artengemeinsamkeit kann wohl noch mehr als für Altersgleichheit, für Klimaübereinstimmung kennzeichnend sein.

Heer führte zum Vergleiche die Temperaturen von fünf Orten an, deren einer S. Cruz de Teneriffa ist. Läßt man, da Heer selbst sagt, daß im aquitanischen Schweizer Klima die Winter etwas kälter, die Sommer ein wenig wärmer als jetzt auf den atlantischen Inseln gewesen wären, S. Cruz weg, so erhält man im Mittel der vier anderen Orte

Jahr	Winter	Sommer
21·0	13·5	28·2

und im arithmetischen Durchschnitt der unter diesen vieren wieder als zum Vergleiche besonders geeignet bezeichneten beiden Orte

Jahr	Winter	Sommer
20·4	13·3	27·9

Als Orthotemperaturen der vor- bis frühpliozänen Flora von Sinj kommen die von Heer für die toskanische Obermiozänflora bestimmten in Betracht. Trotz der Spärlichkeit der dalmatischen Reste ist eine nahe Verwandtschaft der durch sie angedeuteten Flora mit der des Arnotales nicht zu verkennen. Für den Wärmevergleich beachtenswert ist besonders das gemeinsame Vorkommen zweier Typen, die man als letzte Nachklänge an den tropischen Formenschatz ansehen möchte, die aber auch in den Westalpen noch hoch hinaufreichen (*Ficus tiliaefolia* und *Cassia hyperborea* u. *Phaseolites*). Dazu kommt eine Vertretung von *Cinnamomum* in zwei verschiedenen Arten. Andrerseits sind beiden Floren boreale Einschläge (*Betula*, *Juglans*, *Pinus*) gemeinsam. Da nach Heer die jungtertiäre Flora Toskanas nur ein um 2 bis 3° wärmeres Klima als das der Jetztzeit erheischte, kommt man im Durchschnitt der auf 50 *m* Seehöhe reduzierten Temperaturen von Florenz und Siena bei Erhöhung um 2·5 für das Jahr, 3·5 für den Winter und 1·5 für den Sommer zu folgenden Zahlen:

Jahr	Winter	Sommer
17·3	9·1	26·4

Nach Heer sollten die vorangeführten Werte den Lufttemperaturen zur Zeit des Wachstums der Tertiärfloren entsprechen. Im Rahmen meiner Betrachtung sind es die Temperaturen, welche zu jener Zeit geherrscht hätten, wenn keine Wechsel im Wärmebedarfe erfolgt wären. Dort werden jene Werte als gegebene Größen

betrachtet, hier spielen sie die Rolle von Werten, die man in diophantischen Gleichungen fallweise für einzelne Unbekannte einsetzt, um für andere eine mögliche Lösung zu finden.

Größere Bedeutung als die auf den schon von Heer gewandelten Pfaden erzielte Erkenntnis hätte eine von systematischen und pflanzengeographischen Gesichtspunkten unabhängige Bestimmung der alten Klimate auf Grund der oikologischen Merkmale der Pflanzen. Eine solche müßte durch einen Phytologen erfolgen, würde aber, da sie sich auch auf den feineren Bau der Blätter stützen sollte, die dalmatischen Pflanzenreste aber meist nur als Abdrücke vorliegen, nicht viel Erfolg versprechend sein.

Bestimmung der hydrometeorischen Palaeoklimate.

Für die Jahresmenge des Niederschlages ergaben sich aus 90 Stationen im Roterdegebiete aus den Häufigkeitszahlen für 10 *cm* breite und um je 5 *cm* vorschreitende Regenstufen zwei gut getrennte Scheitel bei 515 und 810 *mm*. Die Spaltung rührt davon her, daß sich bei Abnahme der Mengen gegen Süd die Steppen Spaniens und Anatoliens, das Westmittelmeer und die Gebirge der Balkanhalbinsel zu einem stationsärmeren mittleren Gürtel zusammenschließen. Der Mittelwert fällt zufällig mit dem Hauptscheitel zusammen (810 *mm*), sinkt aber bei Weglassung der obersten Glieder der Reihe schon auf 780 herab. Für die Regenmenge des nässesten Monates bekam ich als Scheitelwert 115, als Mittelwert 122 *mm*, für die Regenmenge des trockensten Monates liegt der Scheitelwert zwischen 2 und 3 *mm*, wogegen der Mittelwert 19 *mm* ist. Als Grenzwerte der Regenmengen ergeben sich:

Jahr	Nässester Monat	Trockenster Monat
1626	247	72
356	58	0

Für die absolute Regenmenge des mediterranen Sommers wurden als weit getrennte Scheitelwerte 22 und 108, als Mittelwert 81 gefunden (Zentralwert 62), für die relative Regenmenge dieser Jahreszeit als Scheitelwerte 3·1 und 8·7%, als Mittelwert 9·4%. Aus der Zusammenstellung der Regensummen der drei Monate November bis Jänner kamen als Scheitelwert 261, als Mittelwert 286 zum Vorschein (Zentralwert 275). Der relativen Regenmenge des Winters in der vorigen Abgrenzung erwächst als scharf markierter Scheitelwert 32, als Mittelwert 38·0%. Die Spielräume, innerhalb deren sich die vorgenannten Regenhöhen im Roterdegebiete bewegen, begrenzen sich wie folgt:

Winter absolut	Winter relativ	Sommer absolut	Sommer relativ
491	63%	282	21%
121	21	1	0

Von lokal abnorm gesteigerten Mengen (Fiume im Sommer, Ragusa und Korfu im Winter, Crevice in allen Jahreszeiten) ist hiebei abgesehen. Die Zahl von 90 Stationen wurde durch Ergänzung der bei Hann angeführten Orte durch einige aus anderer Quelle entlehnte erreicht.

Als relative Luftfeuchtigkeit im Roterdegebiete ergab sich im Mittel aus 30 Stationen für den Winter 74·7, für den Sommer 56·9 und für das Jahr 66·7%. Die Verteilung der Stationen über den Spielraum ihrer Werte ist so gleichmäßig, daß die Mittel mit den Zentralwerten (74, 57 und 66·5) fast genau übereinstimmen. Als Grenzwerte der Luftfeuchtigkeit im Roterdeklima findet man:

Jahr	Winter	Sommer
77	81	70
61	68	40

Die Stationen an der ligurischen Riviera wurden nicht einbezogen, da dort der jährliche Gang der Luftfeuchtigkeit dem für das Mediterrangebiet normalen entgegengesetzt ist.

Als Bewölkungsmittel erhielt ich aus 50 Stationen 5·4 für den Winter, 2·1 für den Sommer und 4·0 für das Jahr. Auch hier fallen die Mittelwerte mit den Zentralwerten (5·3, 2·0 und 4·0) fast zusammen, wogegen die primären Scheitelwerte mehr abseits liegen (5·0, 1·8 und 4·2). Die Grenzwerte sind:

Jahr	Winter	Sommer
5·4	6·6	4·3
2·7	4·0	0·6

Die zur Ableitung vorstehender Feuchtigkeits- und Bewölkungsgrade verwendeten Reihen waren (außer für die Jahresmittel) nicht homogen, da die bei Hann zur Aufzeigung der Jahresschwankung angeführten Zahlen teils Werte der extremen Jahreszeiten, teils solche der extremen Monate sind. Der hier erstrebte Zweck, den möglichen Spielraum der hydrometeorischen Werte im Bauxitklima aufzuzeigen, erheischte aber keine strenge Anwendung aller Regeln zur Gewinnung genau vergleichbarer Werte.

Betreffs des Hydroklimas von Mittel- und Südeuropa im Tertiär sah auch Heer davon ab, auf phytologischer Grundlage Zahlenwerte zu nennen. Er war sich dessen bewußt, daß die Annahme des Regenregimes der südlichen Unionstaaten für das Tertiärland der Schweiz betreffs der mediterranen Florenanteile desselben die Negation einer bioklimatischen Analogie zwischen einst und jetzt in Hinsicht der Hydrometeore in sich schloß. Um so weniger mochte er bezüglich solcher Klimabildner ziffermäßige Vergleiche erwägen. Heer war allerdings bestrebt, die westalpine Tertiärflora in ihrer Gesamtheit zu betrachten und konnte so naturgemäß nur

allgemeinste Züge des Klimas aufzeigen. Einzelfloren mögen immerhin zu näheren, sich bis zur Nennung von Zahlen vorwagenden Annahmen auch betreffs der Hydrometeore einladen. Es wurde schon erwähnt, daß man die Pflanzenwelt des Monte Promina als die eines Winterregengebietes ansehen muß und es läßt sich wohl versuchen, über das Maß der Ausprägung desselben einen Schluß zu ziehen.

Man wird diesen zunächst auf das Vorkommen von Proteaceen und Myrtaceen sowie von Celastrineen stützen, wobei freilich daran zu erinnern ist, daß gegen Ettingshausen's Proteaceen-Diagnosen mehrseits Bedenken erhoben wurden. Aus zahlreichen Stationen West- und Südaustraliens ergibt sich als relative Regenmenge des Sommers 9·6%; auch am Kap entfällt auf diese Jahreszeit fast ein Drittel der Normalmenge. Die relativen Regenmengen des Winters sind 40 bis 45 am Kap und im Durchschnitt 47 in West- und 39 in Südaustralien.

Für die relative Feuchtigkeit im Jahresmittel und zur nässesten und trockensten Zeit können am Kap 67, 75 und 56, im neuholländischen Proteaceenlande 58, 70 und 50 als Durchschnittswerte gesetzt werden. Erstere stimmen mit den für das Roterdegebiet gefundenen genau überein. Die entsprechenden Zahlen für die Bewölkung sind 3·7, 4·3 und 2·9 am Kap und 4·3, 6·0 und 2·7 in West- und Südaustralien (letztere von den Mittelzahlen im Mediterrangebiet wenig verschieden).

In den außerhalb der feuchten Regenwälder gelegenen Teilen des Tropengürtels, in deren Floren sich auch Analoga zu den Prominapflanzen finden, liegt die relative Regenmenge der trockensten Jahreszeit — von Extremen abgesehen — zwischen 7 und 13%; jene des nässesten Vierteljahres ist großen Schwankungen ausgesetzt (bis 40%). Ähnliches gilt von Bewölkung und Feuchtigkeit. Es wird so als Maß der Ausprägung des subtropischen Regenregimes im Unteroligozän Norddalmatiens ein zwischen $\frac{1}{3}$ und $\frac{1}{2}$ gelegener Wert des pluviometrischen Quotienten des Sommers annehmbar sein. Für den Winter käme ein zwischen $1^1/_2$ und 2 gelegener Wert dieses Quotienten in Frage.

Die altpliozäne Flora von Sinj weist Typen der Mittelmeerländer und des Orients in Mischung mit tropischen Nachklängen und borealen Einschlägen auf. Man wird so auch für die Zeit ihres Gedeihens keine sehr scharfe Ausprägung des mediterranen Regenregimes vermuten.

Gleich der Prominaflora birgt auch die Flora von Sinj Pflanzenformen, deren nächste Verwandte in Ländern mit Sommerregen gedeihen (südjapanischer Kampferbaum). Auch dieser Umstand scheint auf eine nicht sehr ausgeprägte Trockenheit des Sommers zu deuten. Die Rotbuche Mitteleuropas dringt jetzt am Svilajakamme

(nordwestlich von Sinj) bis dahin vor, wo der pluviometrische Quotient des Juli und August unter $^1/_2$ zu sinken beginnt.[1] Andrerseits reicht die Macchienflora im südlichen Istrien bis dahin nach Nord,[2] wo der trockenste Monat vom Juli auf den Jänner umspringt.[3] Die relative Regenmenge des Sommers in Pola ist 21%.[4] die des Winters 27%.[5]

Bestimmung der morphogenen thermischen Klimate.

Zur Beurteilung des morphogenen thermischen Klimas Dalmatiens im Tertiär sind zunächst die von mir aufgestellten Formeln[6] für die stenomorphogenen Wintertemperaturen Europas dienlich. Für einen mittleren Punkt des Bauxitlandes, entsprechend $\varphi = 43° 30'$, $\lambda = 16° 30'$ ö. v. Gr. ergeben sich durch einfache Interpolation aus den für die Schnittpunkte fünfter Meridiane und Parallele auf Grund von Matthew's Karten[7] von mir bestimmten Werten folgende stenomorphogene Jännertemperaturen:

Protozän	8·1,	Oligozän	10·0,
Eozän	9·9,	Pliozän	3·7.

Die stenomorphogenen Sommertemperaturen lassen sich nicht über das ganze Mittelmeerbecken hin durch eine einfache Formel, in der die Landbedeckung als Variable eines positiven Gliedes erschiene, darstellen, da das Land zwischen Pontus und Adria auch im Sommer wärmemindernd wirkt. Während sich über der waldlosen Meseta eine von der 26°-Isotherme rings umschlossene Pleiotherme erhebt und den vorwiegend kahlen Küstenländern des jonischen Meeres zwei nach Nord vorgestreckte Zungen jener Isotherme entsprechen, schließt die durch das Schwarze Meer bedingte südliche Vorwölbung der 24°-Isotherme auch den waldreichen

---

[1] F. v. Kerner, Regenprofile durch Dalmatien. Met. Zeitschr. 1918. Heft 9 und 10, p. 220.

[2] A. v. Kerner. Florenkarte von Österreich-Ungarn in Physikal. stat. Handatlas von Österreich-Ungarn. Wien 1887.

[3] F. v. Kerner, Untersuchungen über die Veränderlichkeit der jährlichen Niederschlagsperiode im Gebiete zwischen der Donau und nördlichen Adria. Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse der Akad. der Wissenschaften. 84. Bd., 1908. p. 19.

[4] Nach Hann (Regenverhältnisse Österreich-Ungarns). 21, nach Seidl (Klima von Krain) 19·7, nach der von mir untersuchten Reihe 21·3, nach Hann (Klimatologie, III. Aufl.) 20·4, nach dem Hydrograph. Zentralbureau 20·7. Das Verhältnis des Juli zum Februar (Jänner) ist nach denselben Quellen: 5 : 7, 4·8 : 6·4, 5 : 6, 4·9 : 5·4 und 5·6 : 4·8.

[5] Nach den vorigen Quellen: 31, 31·5, 26·9, 26·4 und 27·0.

[6] Kerner, Synthese der morphogenen Winterklimate Europas zur Tertiärzeit. Diese Sitzungsber., 122. Bd., IIa, Februar 1913.

[7] W. D. Matthew, Hypothetical outlines of the continents in tertiary times. Bull. Am. Mus. of Nat. Hist. New York 1906.

Stamm der Balkanhalbinsel ein. Als Wiederholung des wärmemindernden Einflusses reicher Waldbedeckung erscheint die südliche Ausbauchung der 22°-Isotherme über Siebenbürgen (vielleicht spielt in beiden Fällen aber auch ein durch die Reduktion auf den Meeresspiegel nicht ganz kompensierter Einfluß der Seehöhen mit). Es ließen sich so nur für den westlichen Teil des Mittelmeerbeckens normale Beziehungen zwischen Sommerwärme und Landentwicklung aufzeigen.

Für die Julitemperatur am 40. Parallel ergab sich als einfachster Ausdruck:

$$t = 19{\cdot}66 + 12{\cdot}07\ L,$$

in welchem

$$L = \frac{1}{5}(3 f_{20} + 2 f_5),$$

wenn f_{20} und f_5 die prozentischen Landbedeckungen der um die betrachteten Punkte als Diagonalenschnittpunkte herumgelegten 20- und 5-Gradfelder sind. Die Formel gibt die beobachteten Werte mit einem mittleren Fehler von $\pm 0{\cdot}37$ wieder:

	20° W	15	10	5	0	5° E	10	15	20
berechnet..	19·7	20·5	20·0	28·0	27·5	24·6	25·0	26·0	26·5
beobachtet.	20·0	19·7	20·0	28·2	27·0	25·5	25·2	25·9	26·3
Differenz.	—0·3	+0·8	0·0	—0·2	+0·5	—0·9	—0·2	+0·1	+0·2

Bei Beschränkung auf die Meridiane des Westmittelmeeres erhält man in analoger Art mittels des Ausdruckes

$$t = 21{\cdot}32 + 9{\cdot}16\ L$$

folgende Temperaturen und Abweichungen von den beobachteten Werten:

	5° W	0	5° E	10	15	20
berechnet.....	27·7	27·3	25·1	25·4	26·2	26·5
beobachtet.....	28·2	27·0	25·5	25·2	25·9	26·3
Differenz....	—0·5	+0·3	—0·4	+0·2	+0·3	+0·2

Der höhere Wert des konstanten Gliedes entspricht der größeren Erwärmung des Binnenmeeres im Vergleiche zum benachbarten Ozean. Für f_{20} und f_5 wurden die seinerzeit von mir zur Ableitung der Jännertemperaturen ermittelten Werte gewählt.

Am 45. Parallelkreise erscheint der Einfluß der anchiperistatischen Bedeckung durch den Alpenbogen gestört, die euryperistatische Bedeckung reicht aber zur Darstellung der Temperaturen nicht aus. Durch die Ausdrücke

$$t = 16{\cdot}81 + 9{\cdot}69 f_{20} \quad \text{und} \quad t = 17{\cdot}44 + 7{\cdot}90 f_{20},$$

von denen der zweite unter Ausschluß der Werte von 10° W und 10° E zustande kam, wird so nur eine sehr unvollkommene Wiedergabe der Temperaturen mit mittleren Fehlern von $\pm 1{\cdot}16°$ und $\pm 0{\cdot}95°$ erzielt:

	20° W	15	10	5	0	5° E	10	15
berechnet	16·8	17·8	19·3	19·7	22·2	22·8	22·8	23·4
beobachtet	18·4	18·1	17·6	18·6	20·4	23·0	24·8	24·0
Differenz	—1·6	—0·3	+1·7	+1·1	+1·8	—0·2	—2·0	—0·6

Durch Einsetzung der aus den Karten Matthew's abgeleiteten Bedeckungswerte in obige Formeln erhält man für die Meridiane 15° und 20° E:

	Protozän		Eozän		Oligozän		Pliozän	
φ	15	20	15	20	15	20	15	20
45°	20·8	20·8	20·8	20·4	19·5	19·4	22·9	23·6
40°	22·8	21·8	21·0	21·7	21·5	21·1	25·6	27·4

und für $\varphi = 43° 30'$, $\lambda = 16° 30'$ E einen mittleren Punkt des Bauxit- und Braunkohlenlandes als stenomorphogene Julitemperaturen:

Protozän 21·3, Oligozän 20·1,
Eozän 20·8, Pliozän 24·0.

Die relative Niedrigkeit der Werte für das Alttertiär entspricht dem archipelagischen Charakter des Gebietes zu damaliger Zeit.

Über die eurymorphogene Komponente der europäischen Tertiärklimate lassen sich nur sehr unsichere Annahmen machen, da die Meinungen über die Morphologie des nordatlantischen Gebietes im Tertiär sehr widersprechende sind. Die Fragestellung kann hier nicht in der plumpen Form: »War im Tertiär eine nordatlantische

Landbrücke vorhanden oder nicht?« erfolgen; sie muß lauten: Inwieweit hat in den einzelnen Abschnitten des Tertiärs die Möglichkeit eines Austausches tropischer und arktischer Gewässer in horizontaler und vertikaler Richtung Wandlungen und Schwankungen erfahren? Der von Diener[1] ausgesprochene Satz, daß die Wanderung einer Landfauna (und Landflora) aus einem Gebiete in ein anderes auch über einen Archipel erfolgen kann, dessen einzelne Inseln zeitweilig miteinander in Verbindung traten, ohne daß zu irgendeiner Zeit eine ununterbrochene Landbrücke zu bestehen brauchte, ermöglicht es auch hier, gegensätzliche Standpunkte zu vereinen. Es bleibt aber noch ein großer Spielraum thermischer Möglichkeiten.

Heer's südwärts bis über die Azoren reichende Atlantis brächte (auch bei im Vergleich zu heute milderem Polarklima) dem westlichen Europa im Winterhalbjahre kalte, trockene Landwinde aus Nordwest. Koken's isländischer Brücke würden aber — wie Semper[2] zeigte — Westeuropas Küsten eine Erhöhung der Wintertemperatur um 7° danken. Matthew's in den Umrissen schon dem heutigen gleichender Atlantik[3] konnte für Westeuropa auch ein milderes Winterklima bedingen, wenn ihn unterseeische Barren (versunkene mesozoische Brücken) gegen Nord und Süd so abschlossen, daß seine Tiefen nicht kaltes Polarwasser füllte und der Wasserauftrieb im Kanarischen und im Benguelastrome dann auch keine Abkühlung der Passattriften hervorrief. Auch mußte der aus einer von zwei Seiten her mit lauem Wasser beschickten eurasiatischen Hälfte der Arktis rückkehrende Strom weniger kalt sein als jetzt der Ostgrönlandstrom. Für die Überlegung, daß aus einer in ihren festländischen Teilen waldbedeckten Polarkappe rückkehrende Ströme schon auf Grund dieser Herkunft nicht kalt gewesen wären, ist hier aber kein Platz, insolange das Polarklima des Tertiärs auf geographischem Wege nicht befriedigend erklärt wird.

Als Wirkung des indischen Stromes auf das Klima Südeuropas im Palaeogen glaubte Heer eine Temperaturerhöhung um 4° annehmen zu sollen.

Das ist insoferne zu wenig, als die indische Trift durch den aus der westsibirischen Straße rückgeflossenen Strom minder stark abgekühlt wurde als jetzt der Golf durch den Labrador und die thermische Wirkung des (abgekühlten) Golfstromes auf Westeuropa, die Heer zum Vergleiche heranzog, etwas größer ist als Heer annahm. Andrerseits muß bedacht sein, daß der thermische Einfluß

---

[1] C. Diener, Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. der Akad. der Wissensch., mathem.-naturw. Klasse, 92. Bd., p. 130.

[2] M. Semper, Das palaeothermale Problem. Zeitschr. der Deutschen geol. Ges., 1896, p. 317.

[3] Neuerlich verlegt Matthew die Entstehung des Atlantischen Ozeans an das Ende der palaeozoischen Ära zurück. Plato's Atlantis in Palaeogeography. Proc. Nat. Acad. of Sc. of the U. S. of Amerika, 1920.

der indischen Trift auf die Inseln im Mittelmeer nur insoweit zur Geltung kam, als jene Trift noch die diese Inseln im Westen bespülenden Fluten erwärmte. Der von Semper für die Westküsten Europas erhaltene Wärmezuwachs stellt für diese einen Höchstwert dar und würde auch ostwärts abflauen. Er wäre im Jahre wenig veränderlich, wie folgende Zusammenstellung der Temperaturen in $\varphi = 45$, $\lambda = 20°$ w. v. Gr. zeigt:

	Wasser		Luft	
	Tertiär	Jetztzeit	Tertiär	Jetztzeit
Winter	21·0	13·5	20·0	12·2
Sommer	24·2	17·3	25·0	18·2

Als sicher ergibt sich nur für das Mitteleozän und Unteroligozän ein eurymorphogener Wärmezuwachs von mehreren Graden, wobei freilich seine Größe noch unsicher bleibt und auf etwa 4° nur geschätzt werden kann. Ob dann für alle vier hier betrachteten Zeitabschnitte noch ein ungefähr ebenso groß zu schätzender oder nur ein geringer Wärmebetrag hinzukommt, hängt davon ab, welche palaeogeographische Auffassung zu Recht besteht.

Bestimmung der morphogenen hydrometeorischen Klimate.

Die Lösung des Problems, das morphogene hydrometeorische Klima Dalmatiens im Tertiär zu ermitteln, soll hier für die relativen Regenmengen des Sommers und Winters versucht werden. Die Darstellung der ersteren hat an das Verhalten des Luftdruckes anzuknüpfen. Die sommerliche Regenarmut wächst mit Zunahme der Beständigkeit und Stärke der nördlichen Winde. Das Kartenbild der Juliisobaren auf der indo-atlantischen Halbkugel lädt dazu ein, den Luftdruck im Subtropengürtel als Funktion der Meeresbedeckung darzustellen. Statt peristatischer Bedeckungen wurden diesmal lineare Werte, die Wasserbedeckungen von Parallelkreisbogenstücken bestimmt. Die Größenwahl dieser Bögen ergab sich aus der Lage und Ausdehnung des azorischen Hochs, indem für die von den in dieses Hoch fallenden Punkten halbierten Bögen volle Meeresbedeckung zu fordern war. Den Bögen war dann am besten eine Weite von 40 Längengraden zu geben.

Es zeigte sich jedoch, daß die Luftdrucke auf den einzelnen Breitenkreisen durch die auf diesen allein vorhandenen Bedeckungen noch nicht gut darstellbar waren. Es mußten Mittelwerte der Bedeckung auf mehreren einander benachbarten Parallelen genommen

werden, was dann gleichsam einen Ersatz für die Bestimmung von Flächenwerten der Bedeckung bot. Zunächst war eine geographische Analysis des Luftdruckes am 30. und 45. Parallel geplant. Zu dem Zwecke wurden in der von diesen Parallelen eingeschlossenen Zone in Intervallen von je $2^1/_2{}^\circ$ Breite für um je 20 Längengrade abstehende Punkte von 40° W v. Gr. bis 80° E v. Gr. die Meeresbedeckungen (m) der von diesen Punkten halbierten 40°-Bögen bestimmt.

Zur Darstellung des Luftdruckes am 30. Parallel ergab sich dann als passendste Wahl der heranzuziehenden Breiten die Kombination:

$$\frac{1}{6}\,(32\cdot5+2\times35+2\times37\cdot5+40).$$

Der hiebei erhaltene Ausdruck war:

$$B = 747\cdot4+19\cdot6\,m.$$

Derselbe gibt die beobachteten Werte befriedigend wieder, wie folgende Zusammenstellung zeigt, in welcher B die aus der Karte der Juliisobaren im Atlas der Meteorologie von Hann entnommenen, B' die berechneten Luftdrucke sind und m die in obiger Art erhaltenen Bedeckungswerte bedeuten:

λ	B'	B	$B'-B$	m %
40° W v. Gr.	767·0	767·0	0·0	100
20	63·3	62·9	+0·4	81·1
0	59·5	59·8	—0·3	61·8
20° E v. Gr.	57·6	58·1	—0·5	52·0
40	52·9	52·4	+0·5	27·9
60	48·1	47·4	+0·7	3·4
80	47·4	48·2	—0·8	0·0

Um den Luftdruck auf dem 45. Parallel darzustellen, erwies sich für die zwecks Bestimmung von m zu treffende Breitenwahl als passend die Kombination $\frac{1}{3}\,(37\cdot5+40+42\cdot5)$, doch mußte hier wegen der Beschleunigung der Luftdruckabnahme gegen Ost zu einer Wurzelziehung geschritten werden, um eine gute Wiedergabe der gemessenen Werte zu erzielen. Es läßt sich verstehen, daß für den Druck über einem inmitten des Passatgürtels gelegenen Parallel (30°) die in dessen nördlicher Nachbarschaft vorhandene Land- und Meerbedeckung von Einfluß ist, der Druck über einem in der sommerlichen Hochdruckzone gelegenen Parallel (45°) aber schon

durch die Bedeckungsart seiner südlichen Nachbarschaft mitbestimmt wird. Nach Hann's Isobarenkarten des Juli liegt südlich der nach Süddeutschland vorgestreckten pleiobarischen Zunge ein Rücken hohen Druckes über dem Westmittelmeer, dessen First dem 40. Parallel folgt und deutet sich über dem Pontus eine östliche Fortsetzung dieses Rückens an. Der auf die vorige Art gewonnene Ausdruck war

$$B = 751{\cdot}2 + 13{\cdot}0\sqrt{m}.$$

Die mit ihm erhaltenen Werte und deren geringe Abweichungen von den gemessenen enthält die folgende Tabelle.

λ	B'	B	$B'-B$	m %	$\sqrt{m}$
40° W v. Gr.	764·2	764·2	0·0	100	100
20	63·5	63·7	−0·2	88·7	94·2
0	62·5	62·4	+0·1	75·0	86·6
20° E v. Gr.	60·6	60·6	0·0	53·0	72·8
40	57·3	57·6	−0·3	22·0	46·9
60	54·1	53·6	+0·5	5·1	22·6
80	51·2	51·3	−0·1	0	0
100	51·2	51·2	0·0	0	0

Mit Hilfe der gewonnenen Formeln ließen sich die Luftdrucke zur Mittsommerzeit in Dalmatien für die von Matthew[1] gezeichneten Bilder des Mediterrangebietes im Alt- und Jungtertiär rekonstruieren. Da eine lineare Interpolation für $\varphi = 43^1/_2°$ aber als ein zu rohes Ermittlungsverfahren erschien, wurde noch ein analytischer Ausdruck für den Luftdruck in $37^1/_2°$ Breite erzielt. Dies konnte zu einer Isobarenzeichnung für die genannten palaeogeographischen Bilder verhelfen, aus der sich dann bessere Luftdruckwerte ergaben.

Zur Darstellung des Luftdruckes in $\varphi = 37^1/_2$ wurden als Bedeckungszahlen dieselben Werte wie früher (für $\varphi = 45°$), aber mit anderem Exponenten eingeführt. Der gefundene Ausdruck war

$$B = 748{\cdot}7 + 18{\cdot}0\sqrt[1]{m^2}.$$

Die mit ihm berechneten Luftdruckwerte, verglichen mit den gemessenen, sind:

[1] Auf Matthew's Kärtchen erscheint infolge ungenauer Zeichnung Dalmatien in den Zeiten der älteren Bauxit- und Braunkohlenbildung zum Teile noch meerbedeckt. Dies stört aber die Berechnung morphogener Klimawerte nicht viel, weil für diese die Bedeckungsart im weiteren Umkreise der betrachteten Punkte maßgebend ist, eine Größe, die durch Fehler in der nächsten Umgebung wenig beeinflußt wird.

λ	B'	B	$B'-B$	$m\,^0/_0$	$\sqrt[4]{m^3}$
40° W v. Gr.	766·7	766·7	0·0	100	100
20	65·2	65·9	−0·7	88·7	91·4
0	63·2	62·9	+0·3	75·0	80·6
20° E v. Gr.	59·9	59·5	+0·4	53·0	62·1
40	54·5	55·0	−0·5	22·0	32·1
60	50·6	50·3	+0·3	5·1	10·7
80	48·7	48·2	+0·5	0	0
100	48·7	49·0	−0·3	0	0

Aus den Kärtchen von Matthew für das Protozän (= Post-Cretaceus), Eo-, Oligo- und Pliozän (Mio- und Pleistozän blieben hier außer Betracht) entnahm ich nachstehende Werte von m_1 für den 30. und von m_2 für den $37^1/_2$. und 45. Parallel.

		40°W	20	0	20° E	40	60	80	100
Protozän	m_1	100	87·3	82·7	83·2	81·4	47·1	5·8	0
	m_2	100	80·1	75·6	73·8	62·9	45·8	10·8	0
Eozän	m_1	100	89·1	84·6	87·8	93·2	100	57·5	15·3
	m_2	100	85·5	73·8	72·9	85·5	97·3	56·6	6·3
Oligozän	m_1	100	84·2	74·3	82·4	93·2	77·0	38·7	0
	m_2	100	76·5	70·2	80·1	82·8	72·9	45·9	0
Pliozän	m_1	100	80·1	67·1	48·5	15·3	0	0	0
	m_2	94·6	71·1	57·6	36·0	1·8	0	0	0

Durch Einsetzung dieser Werte von m_1, beziehungsweise der mit den Exponenten $^3/_4$ und $^1/_2$ versehenen Werte von m_2 ließen sich die Luftdrucke der folgenden Tabelle berechnen.

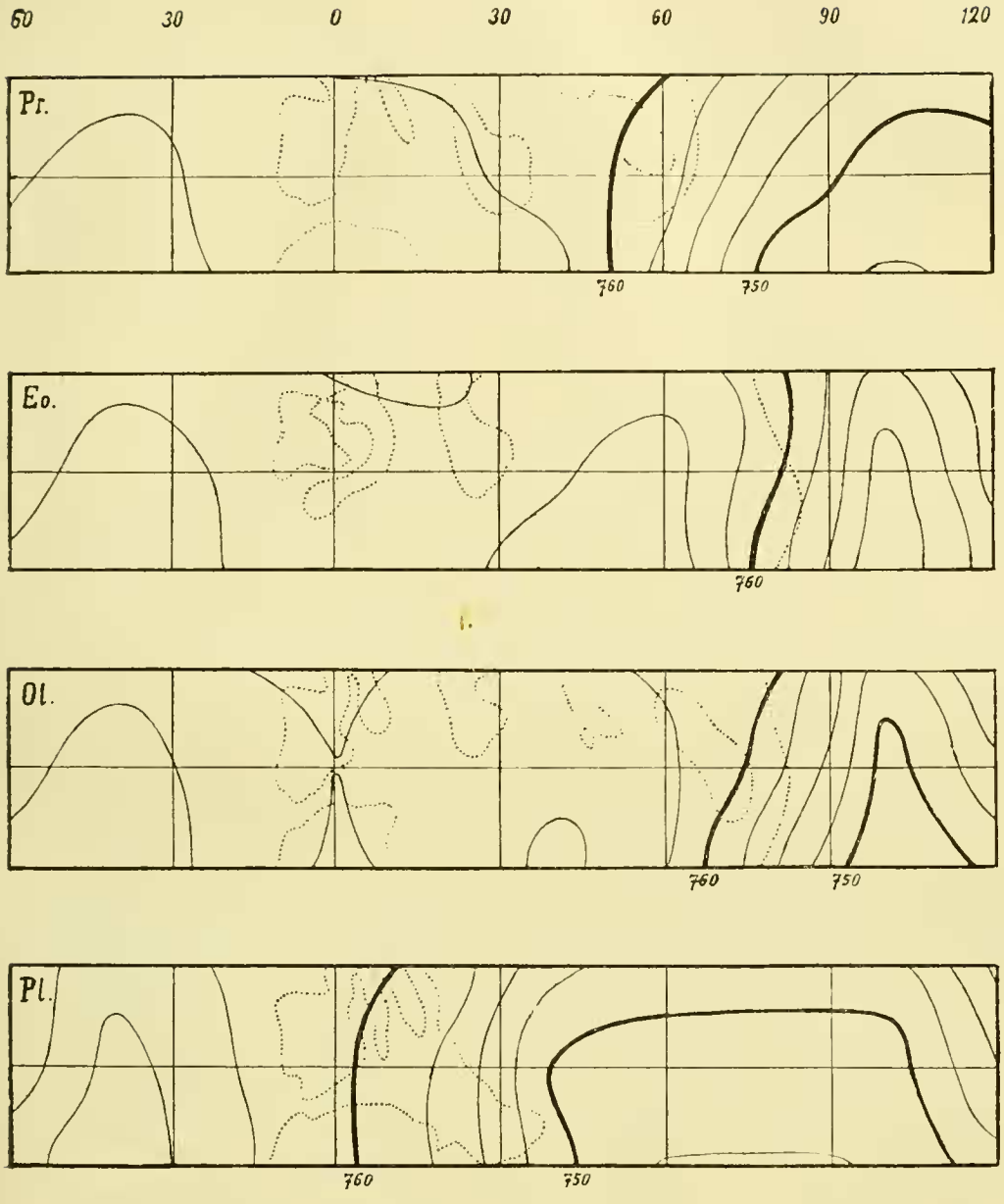
700 +	φ	λ 40° W	20	0	20° E	40	60	80	100
Protozän	45	64·2	62·8	62·5	62·4	61·5	60·1	55·5	51·2
	37½	66·7	63·9	63·3	63·0	61·4	58·7	52·1	48·7
	30	67·0	64·5	63·6	63·7	63·4	56·6	48·5	47·4
Eozän	45	64·2	63·2	62·4	62·3	63·2	64·0	61·0	54·5
	37½	66·7	64·7	63·0	62·9	64·7	66·3	60·5	51·0
	30	67·0	64·9	64·0	64·6	65·7	67·0	58·7	50·4
Oligozän	45	64·2	62·6	62·1	62·9	63·0	62·3	60·0	51·2
	37½	66·7	63·4	62·5	63·9	64·3	62·9	58·7	48·7
	30	67·0	63·9	62·0	63·6	65·7	62·5	55·0	47·4
Pliozän	45	63·8	62·2	61·1	59·0	53·0	51·2	51·2	51·2
	37½	66·0	62·6	60·6	57·1	49·6	48·7	48·7	48·7
	30	67·0	63·1	60·6	56·9	50·4	47·4	47·4	47·4

Mittels der in dieser Tabelle angeführten Werte, denen sich noch in sie nicht aufgenommene, für $\lambda = 60°$ W v. Gr. und $\lambda = 120°$ E v. Gr. berechnete Randwerte hinzugesellten, wurden Isobarenkärtchen entworfen, die auf nebenstehender Tafel reproduziert sind und aus denen ich folgende Luftdruckwerte für $\varphi = 43^1/_2$, die mittlere Breitenlage Dalmatiens, entnahm.

700 +	40° W	20	0	20° E	40	60	80	100
Protozän	65·0	63·1	62·7	62·6	61·5	59·2	54·6	50·9
Eozän	65·0	63·7	62·7	62·5	63·7	64·7	61·2	54·1
Oligozän	65·0	62·8	62·2	63·2	63·4	62·5	60·0	50·4
Pliozän.....	64·4	62·3	60·9	58·4	51·9	50·3	50·0	51·3

Mittels dieser Werte ließen sich die Luftdrucke für jeden fünften Längengrad graphisch interpolieren.

Von den auf diese Art gewonnenen Zahlen seien hier nur die in das Bogenstück zwischen 15° W v. Gr. und 45° E v. Gr. fallenden nebst ihren Differenzen (*G*) mitgeteilt (Pr. = Protozän, E. = Eozän, O. = Oligozän, Pl. = Pliozän).



Morphogene Palaeoisobaren des Juli

für die indo-atlantische Hälfte der Breitenzone zwischen dem 30. und 45. Parallel. Pr. = Protozän, Eo. = Eozän, Ol. = Oligozän, Pl. = Pliozän.

Die Diagramme sind um das $2^2/_5$fache überhöht (und dadurch unmerklich verzerrt, daß die für den $37^1/_2$ Parallel berechneten Luftdrucke auf die Halbierungslinie der Breitenzone bezogen wurden).

Die Isobaren sind von $2^1/_2$ zu $2^1/_2$ *mm* gezogen, jene von 760 und 750 durch dicke Zeichnung hervorgehoben.

Die punktierten Linien entsprechen den Küstenlinien auf den palaeogeographischen Kärtchen von W. D. Matthew. Die Insel- und Halbinselkörper erscheinen entsprechend der Diagramm-Überhöhung seitlich zusammengedrückt.

$B_\lambda = 700 +$					$G = B_\lambda - B_{\lambda+5}$				
λ	Pr.	E.	O.	Pl.	$\lambda - \lambda'$	Pr.	E.	O.	Pl.
15°W	62·8	63·4	62·6	61·9	15—10	0·2	0·2	0·2	0·3
10	62·6	63·2	62·4	61·6	10— 5	0·0	0·2	0·1	0·3
5	62·6	63·0	62·3	61·3	5— 0	0·1	0·3	0·1	0·4
0	62·7	62·7	62·2	60·9	0— 5	0·1	0·1	0·3	0·6
5° E	62·8	62·6	62·5	60·3	5—10	0·0	0·1	0·3	0·6
10	62·8	62·5	62·8	59·7	10—15	0·1	0·1	0·2	0·6
15	62·7	62·4	63·0	59·1	15—20	0·1	0·1	0·2	0·7
20	62·6	62·5	63·2	58·4	20—25	0·2	0·1	0·1	1·3
25	62·4	62·6	63·3	57·1	25—30	0·2	0·3	0·1	2·1
30	62·2	62·9	63·4	55·0	30—35	0·3	0·3	0·0	1·9
35	61·9	63·2	63·4	53·1	35—40	0·4	0·5	0·0	1·2
40	61·5	63·7	63·4	51·9	40—45	0·4	0·3	0·2	0·6
45	61·1	64·0	63·2	51·3	—	—	—	—	—

Diese Differenzen sind nun jene barischen Größen, deren Kenntnis mir zur Ableitung von relativen Regenmengen des Sommers nötig schien. Innerhalb des Mediterranbeckens läßt sich wohl auch eine Beziehung der Sommerdürre zur Land- und Wasserbedeckung erkennen. Zwecks ihrer Aufzeigung entwarf ich ein Kärtchen der relativen Isohyeten, um ihm auf dem 40. und 35. Parallel die Werte für jene Meridianschnittpunkte zu entnehmen, für die ich schon die Bedeckungen der peristatischen Gradfelder bestimmt hatte. Als einfachste Relationen ergaben sich für $\varphi = 40°$:

$$r_s = 4{\cdot}05 + 9{\cdot}92\,n$$

und für $\varphi = 35°$:

$$r_s = 0{\cdot}12 + 11{\cdot}86\,n,$$

wobei im ersteren Falle $n = \frac{1}{4}(f_5 + 3 \times f_{10})$, im letzteren $n = f_5$.

Das Maß, in dem diese Beziehungen gelten, ist aus folgender Vergleichung zu ersehen.

$\varphi = 40°$	λ						
	10° W	5°	0°	5° E	10°	15°	20°
berechnet	6·8	11·3	10·1	7·4	7·1	7·6	9·1
beobachtet ...	7·0	12·0	10·0	8·0	6·5	8·5	7·5
Differenz ..	—0·2	—0·7	+0·1	—0·6	+0·6	—0·9	+1·6

$\varphi = 35°$	λ						
	0°	5° E	10°	15°	20°	25°	30°
berechnet	8·6	9·8	6·8	0·8	0·8	0·8	2·4
beobachtet ...	9·5	10·5	5·0	1·5	1·5	1·0	1·0
Differenz ..	—0·9	—0·7	+1·8	—0·7	—0·7	—0·2	+1·4

Jeder Parallelismus zwischen sommerlicher Trockenheit und Meeresbedeckung schwindet aber, sobald man beiderseits über die Grenzen des Mediterranbeckens hinausblickt. Auf den Azoren ist die relative Regenmenge des Sommers fast so groß wie auf der Meseta (Ponta Delgada 11·5, Madrid 12·8) und die exzessive Sommerdürre des Ostmittelmeeres setzt sich in gleich scharfer Ausprägung nach Mesopotamien fort.

Als während des Sommers im Orient über Land und Meer gleich wirksames atmosphärisches Agens erkennt man den ständigen nördlichen Luftstrom, der einer Scharung N—S streichender Juliisobaren entspricht. Daß der pluviometrische Quotient des Sommers auf Madera nur $^1/_{11}$, auf den Azoren aber $^1/_2$ beträgt, rührt davon her, daß erstere Insel in einer zwischen dem atlantischen Hoch und dem mesetischen Wirbel entwickelten Zugstraße starker nördlicher Winde liegt, die Azoren aber in den Kern der Pleiobare fallen. Diese spielt als rein dynamisches Phänomen in hydrometeorischer Hinsicht nicht die Rolle der als regenfeindlich bekannten, thermisch mitbedingten Luftstaue über Landflächen im Winter.

Da nun das Mediterrangebiet im Eozän und Oligozän mit dem indischen Weltmeer zusammenhing, bedurfte es zur Rekonstruktion seines Sommerregenregimes einer Formel, die gleicherweise für binnenmeerische und für ozeanische Sachlagen gilt, sich also nicht auf morphologische, sondern auf barische Verhältnisse stützt.

Um nun die Beziehungen zwischen der relativen Regenmenge des Sommers und der Druckverteilung darzustellen, wurden aus einer nach der Karte der Juliisobaren für $\varphi = 37^1/_2°$ (die »Längsachse« des Mittelmeeres) gezeichneten Luftdruckkurve die Druckdifferenzen zwischen je 5° Länge bestimmt und je 2, 4, 6 und 8 aufeinanderfolgende Werte dieser Differenzen zu Mittelwerten vereint, die einen Ausdruck für die mittleren Gradienten in der näheren und weiteren Nachbarschaft der Meridianschnittpunkte abgaben. Diese Mittelwerte wurden dann mit gleichem Gewichte (entsprechend einer Bewertung der besagten Druckdifferenzen mit abnehmendem Gewichte beim Wachsen ihres Abstandes vom zugehörigen Meridianschnittpunkte) zu Gesamtmitteln vereint, aus denen sich ein sehr gut ausgeglichener Gang der Geschwindigkeitsänderung des Luftdruckes ergab.

Dann wurden die relativen Sommermengen des Regenfalles an zahlreichen sich (in einem Abstande bis zu 5°) beiderseits der erwähnten Längsachse gruppierenden Stationen zu einer Kurve ausgeglichen, der ich die zu den besagten Meridianschnittpunkten gehörigen Werte entnahm, um sie mit den bezüglichen Werten der Gradientenkurve zu vergleichen (*A*). Andrerseits fand ein Vergleich jener relativen Sommermengen mit den der geographischen Länge der Stationen entsprechenden Werten der Gradientenkurve statt. Es wurden dabei zunächst nur insulare Stationen (*B*) und dann insulare und litorale Stationen gemischt benützt (*C*). Die auf diese verschiedenen Weisen gewonnenen Ausdrücke sind:

$$r_s = 15{\cdot}79 - 10{\cdot}87\,G \quad (A),$$

$$r_s = 16{\cdot}29 - 11{\cdot}39\,G \quad (B)$$

und

$$r_s = 14{\cdot}71 - 9{\cdot}76\,G \quad (C).$$

Für den ersten und zweiten seien die Ergebnisse der Analyse mitgeteilt.[1]

	25° W	10°	5°	0°	5° E	10°	15°	20°	25°
berechnet .	10·3	8·4	9·6	9·8	8·8	6·3	3·6	1·6	1·4
beobachtet	10·8	8·2	9·6	9·8	8·6	6·0	3·5	2·9	1·3
Differenz.	0·5	+0·2	0	0	+0·2	+0·3	+0·1	−0·4	+0·1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
berechnet .	11·3	10·7	9·0	9·7	9·6	7·4	4·5	3·5	1·2	1·4
beobachtet	11·4	11·5	8·8	10·6	8·0	7·0	4·9	3·4	1·8	0·8
Differenz.	−0·1	−0·8	+0·2	−0·9	+1·6	+0·4	−0·4	+0·1	−0·6	+0·6

Es wurden noch Relationen für den 35. und 40. Parallel aufgesucht, von denen erstere als konstantes Glied 13·62, letztere 17·24 erhielt, woraus sich unter Zuziehung der vorigen Ausdrücke für $43^1/_2°$ der hohe Wert 18·2 ergab.

Die Sommermittel der Regenhöhe als Funktion des Julimittels der Luftdruckänderung darstellen, heißt wohl zeitlich Ungleichwertiges vergleichen, nicht aber auch virtuell Verschiedenes. Für die Unregelmäßigkeiten in der Wertgestaltung bei den Regenmengen

[1] Die mit römischen Ziffern bezeichneten Werte entsprechen in gleicher Reihenfolge den Stationen: Angra, Ponta Delgada, (Coimbra), Palma, Mahon, Sassari, Palermo, Catania, Canea, Thera.

als (auch noch in ihren Relativwerten) von örtlichen Umständen abhängige Größen läßt sich — wenn man sie mit von solchen Umständen unbeeinflußten barischen Größen vergleicht — gerade dadurch eine Kompensation schaffen, daß man bei den Regenmengen Durchschnittswerte für eine längere Zeitspanne als bei den Luftdruckwerten nimmt. Man ersetzt dann durch größere zeitliche Ausgeglichenheit, was gegenüber dem Luftdruck an Großzügigkeit des örtlichen Verteilungsbildes fehlt.

Vereint man die in einer früheren Tabelle angeführten, für das Tertiär erhaltenen Druckdifferenzen in der vorhin angegebenen Weise zu Mitteln, so erhält man für den Durchschnittsmeridian von Norddalmatien ($\lambda = 16^1/_2°$ E) die Werte 0·12, 0·14, 0·18 und 0·94 und durch Einsetzung derselben in die Formel (*B*) als relative Regenmengen des Sommers:

Protozän	14·9,	Oligozän	14·3,
Eozän	14·7,	Pliozän	5·6.

Formel (*C*) ergibt für die älteren Stufen je einen um 1·4 tieferen, für das Pliozän fast denselben Wert. Einer Höhenkorrektion bedürfen diese Werte nicht, da zur Ableitung der Formeln schon Stationen auf gebirgigen Inseln und an den Rändern von Küstengebirgen benützt wurden, sich die Formeln somit auf eine mittlere Gebirgigkeit beziehen. Wohl aber sind die vorigen Werte als stenothermogen zu bezeichnen, insofern sie die Verhältnisse aufzeigen, welche sich bei der gedachten Land- und Meerverteilung unter Annahme einer mit der jetzigen übereinstimmenden Oberflächentemperatur des Meeres ergäben. Eine Erhöhung derselben würde wohl die Winterregen steigern und so zu einer Minderung der relativen Sommermengen führen. Für diese wird man darum auch auf $\varphi = 43^1/_2°$ höchstens die vorigen Werte ansetzen und nicht die noch höheren wählen, welche dem für diesen Parallel extrapolierten Konstantenwerte 18·2 entsprächen.

Die relativen Regenmengen des Winters im Mittelmeere ließen sich als Funktion der Land- und Wasserverteilung darstellen. Der barische Sachverhalt ist dann selbst enge an diese Verteilung geknüpft und es kommt so sein Einfluß auf die Regenverhältnisse schon in deren morphologischer Bedingtheit mit zum Ausdrucke. Eben darum bedurfte es für den Winter keiner Formel, die auch für die Azoren Geltung hätte. Auch das mit dem Indik verbundene Mittelmeer des Palaeogens war im Vergleiche zum Nordatlantik in engerem Umkreise landumringt und so ungleich diesem (die relative Wintermenge des Regens auf den Azoren ist nur 32 bis 36) als Schauplatz für eine starke Entwicklung zyklonaler Winterregen geeignet.

Für den 40. Parallel fand ich als einfachsten Ausdruck

$$r_w = 55·94 - 42·26\,u,$$

wobei $n = \frac{1}{2}(f_{10}+f_{20})$ und bei etwas geänderter Wertwahl $52\cdot93 - 36\cdot90\,n$. Ersterer gibt die Messungen befriedigend wieder.

	10° W	5°	0°	5° E	10°	15°	20°	25°
berechnet	43	32	29	32	36	36	33	31
beobachtet	42	31	28	33	38	37	33	30
Differenz.....	+1	+1	+1	—1	—2	—1	0	+1

Die Werte von r_n sind die Summen der relativen Regenmengen des November, Dezember und Jänner; sie sind meist größer als die des Winters in dessen gewohnter Begrenzung. Sie wurden einer Kurve entnommen, die ich durch graphischen Ausgleich aus den Regenmengen einer Anzahl von auf oder nahe dem 40. Parallel gelegenen Stationen gewann. Für $\varphi = 43^1/_2°$ ergab sich auf analoge Weise bei in diesem Falle allerdings sehr unzuverlässiger linearer Interpolation aus den schon vorgelegenen Werten von f_{10} und f_{20} auf $\varphi = 40$ und 45° der Ausdruck

$$r_n = 54\cdot11 - 40\cdot07\,n,$$

in welchem die Variable die vorige Bedeutung hat. Die Auswertung ergibt:

	0°	5° E	10°	15°	20°	25°	30°
berechnet	29	28	30	28	24	24	27
beobachtet	30	30	32	27	22	22	27
Differenz ...	—1	—2	—2	+1	+2	+2	0

Setzt man die aus den von mir an Matthew's Kärtchen vorgenommenen Ausmessungen sich ergebenden Werte von $\frac{1}{2}(f_{10}+f_{20})$ für n in die vorige Gleichung ein, so erhält man als relative Regenmengen des Winters

Protozän 41, Oligozän 45,
Eozän 46, Pliozän 27.

Eine andere Formel, die den in sie einbezogenen Wert von $\lambda = 30°$ E allerdings nicht gut wiedergibt, liefert in gleicher Reihenfolge die Werte 39, 44, 43 und 27.

Trägt man die absoluten und relativen Regenmengen des Sommers im Mittelmeere als Koordinaten auf, so ordnen sich bei allerdings großer Wertestreuung die Stationen doch in einer diagonal verlaufenden Zone an, so daß man von den letzteren auf die ersteren Mengen rohest schließen kann. Einer relativen Menge von 14 entspricht so im groben Durchschnitt eine Regenhöhe von 110 *mm*, einer solchen von 6 eine Höhe von 40 *mm*. Daraus würde sich als Jahressumme des Niederschlages für die palaeogenen Stufen 800 *mm*, für das Altpliozän 670 *mm* ergeben. Als Winterregenmenge bekäme man für das Protozän 310, für das Eo- und Oligozän 350 und für das Pliozän 210 *mm*.

Schlußbetrachtung.

Es gilt nun, die aus den geologischen Erscheinungen erschlossenen Klimate mit den aus dem vorzeitlichen Erdbilde abgeleiteten zu vergleichen. Richtig wäre es hier, nur Wertspielräume in Vergleich zu ziehen. Wenn Heer zur Kennzeichnung des durch die Vorzeitfloren aufgezeigten Thermoklimas Durchschnittswerte statt Wertspielräume nahm, so war das bei geringer Weite dieser Spielräume statthaft. Durch terrigene Gesteine bezeugte Altklimate lassen sich bei der Eurythermie der Böden durch Durchschnittswerte aber nicht gut charakterisieren. Auch für die morphogenen Temperaturen wären die Spielräume, innerhalb deren sie sich bei Ableitung aus den Rekonstruktionen verschiedener Palaeogeographen bewegen, zu ermitteln. Die hier angeführten stenomorphogenen Wärmegrade sind nur Einzelwerte aus noch unbekannten Wertreihen. Um Einheitlichkeit zu erzielen, mußten so aber auch für das Terra rossa-Klima die Mittelwerte an Stelle der Amplituden zum Vergleiche genommen werden.

Im folgenden sind die bei engem thermischem Analogieschluß von den Bauxiten und Braunkohlenpflanzen bezeugten Luftwärmemittel, die »Orthotemperaturen« (t_0) mit den der vorzeitlichen Land- und Meerverteilung im Mediterrangebiet entsprechenden Mitteltemperaturen (t_{sm}) verglichen. J. = Jahr, W. = Winter, S. = Sommer.

	t_0			t_{sm}		
	J.	W.	S.	J.	W.	S.
Protozän	15·9	8·1	24·7	14·2	8·1	21·3
Mittel-Eozän	15·9	8·1	24·7	14·9	9·9	20·8
Unter-Oligozän	20·7	13·4	28·1	15·1	10·0	20·1
Unter-Pliozän	17·3	9·1	26·4	13·9	3·7	24·0

Als Differenzen ergeben sich:

	$t_{sm}-t_0$		
	J.	W.	S.
Protozän	+1·7	0·0	−3·4
Mittel-Eozän	−1·0	+1·8	−3·9
Unter-Oligozän	−5·6	−3·4	−8·0
Unter-Pliozän	−3·4	−5·4	−2·4

Die Wertspielräume im Roterdeklima, verglichen mit den stenomorphogenen Temperaturen in den Zeiten mit Bauxitbildung sind:

J.	W.	S.		J.	W.	S.
11·1—18·7	1·7—13·0	20·5—27·3	Protozän	14·2	8·1	21·3
			Mittel-Eozän	14·9	9·9	20·8

Von den stenomorphogenen Temperaturen der Zeitstufen mit Bauxitbildung weichen die Mittelwerte des Jahres und Winters von den entsprechenden Wärmemitteln im Roterdegebiete nur wenig ab. Die engformbürtigen Temperaturen des Sommers sind niedriger als im Mittel die jetzigen, fallen aber noch innerhalb des Spielraumes derselben. Die stenomorphogenen Temperaturen der Zeiten mit Braunkohlenbildung liegen dagegen durchwegs, zum Teile sogar tief unter den Temperaturen, bei welchen die den dalmatinischen Tertiärpflanzen analogen Gewächse der Jetztzeit gedeihen.

Im Protozän, für welches die eurymorphogene thermische Komponente nur wenig größer als die heutige zu schätzen ist, verbleiben nach ihrem Zuschlage die Temperaturen noch innerhalb des jetzigen Wärmespielraumes im Roterdegebiete. Die von Stache in Istrien entdeckte protozäne Landflora mit *Dryandra* und *Banksia* hätte nahe den oberen Grenzwerten jenes Spielraumes noch zu gedeihen vermocht. Die Mitteltemperaturen an und nahe den Südwestküsten Australiens kommen jenen im südlichen Mittelmeere gleich (Perth und Alger 18·3, Southern Cross und La Calle 18·2, Coolgardie, Patras und Naxos 18·5 bis 18·6).

Für das Mitteleozän ist der Mehrbetrag der eurymorphogenen Komponente gegen heute im Mindestfalle auf 5° zu schätzen. Schlägt man ihn in dieser Höhe zur stenomorphogenen Temperatur hinzu, so gehen die Jahres- und Wintermittel schon etwas über

deren Höchstwerte im Roterdeklima hinaus und zieht man höhere Komponentenwerte in Betracht, werden jene Maxima sehr überschritten.

Daß die mitteleozäne Flora des Monte Bolca auf ein feuchtheißes Klima weist, zwänge noch nicht dazu, ein solches auch für das Lutétien in Dalmatien anzunehmen. Auch in den Tropen ändern sich die Klimate manchmal auf kurze Entfernung. Man trifft aber in Dalmatien selbst in der Nähe der Bauxite des Kalun die Zeugen eines sehr warmen Klimas zu ihrer Bildungszeit; es sind die der marinen Tierwelt von S. Giovanni Ilarione nahestehenden Faunen von Dubravice und Vacane im Westen der Kerka, die Oppenheim beschrieb. Man erkennt in ihnen die Lebewelt hochtemperierter Gewässer, welche den Küstensaum des jüngeren Bauxitlandes bespülten. Da dieses gebirgig war, wäre aber bei dessen morphogenen Temperaturen eine Höhenkorrektion anzubringen, derzufolge sie um einige Grade absänken. Sie kämen dann immerhin noch hart an die obere Grenze des thermischen Wertspielraumes im jetzigen Roterdeklima zu liegen. Nur wenn man Höchstwerte der eurymorphogenen Wärmekomponente heranzieht, wäre zu schließen, daß das Mediterrangebiet noch nicht alle thermischen Bildungsbedingungen der Roterde zeige, daß diese bei entsprechender Feuchtigkeit auch noch bei etwas höheren Wärmegraden als den im Südmittelmeer herrschenden vorkäme.[1] Andernfalls müßte man zur Annahme eines ungünstigeren Solarklimas greifen, um den sich zeigenden Überschuß der morphogenen Temperaturen über die aus den Bauxiten als Klimazeugen abgeleiteten zu begründen.

Erhöht man die stenomorphogenen Wärmegrade für das Unteroligozän um einen eurymorphogenen Wärmezuwachs von 5°, so werden die aus der Tracht der Vorzeitflora abgeleiteten Temperaturen im Jahresmittel hergestellt, im Winter überschritten, im Sommer aber noch nicht erreicht. Diese Abweichungen in entgegengesetztem Sinne deuten an, daß die Prominaflora einem thermisch gleichmäßigeren Klima angepaßt war als dem durch die früheren Analogieschlüsse gefundenen. Anlaß zum Ruf nach einem günstigeren Solarklima böten sie nicht. Im Gegenteile käme dann, wenn man einen höheren als den Mindestwert der für das Oligozän zu nehmenden eurymorphogenen Komponente erwägt, zum Ausgleich der dann eintretenden Überkompensation der palaeothermalen Differenz ein Abstrich an Solarwärme in Frage.

Im Pliozän, für welches kaum eine größere als die heutige eurymorphogene Komponente zu erwägen ist, hätte aber — falls

[1] Ein von mir besuchtes tropisches Kalk- und Karstgebiet mit Terra rossa-Verwitterung (im Gegensatz zur Lateritverwitterung umliegender Gneis- und Porphyritgebiete) am oberen Rio das almas, einer Quellader des Paranapanema, hat jedenfalls Temperaturverhältnisse, die noch innerhalb des thermischen Spielraumes im Mittelmeerbecken fallen, doch gibt es auch in heißen Ländern (Jamaika, Sumatra) Kalkgebiete mit Karsterscheinungen.

für diese der Gegenwart schon so nahestehende Zeit eine biologische Wärmedifferenz außer Betracht bleibt — höhere Solarwärme den Unterschied zwischen den Orthotemperaturen und morphogenen Palaeotemperaturen ausgeglichen. Es sind dies Sachverhalte, die den gewohnten Vorstellungen nicht folgen, nach welchen im Palaeogen ein sehr günstiges Solarklima bestand, das bei dem Abfalle zu seinem Tiefstande in der Eiszeit während des Pliozäns seinen heutigen Wert durchschritt. Die von allen Palaeogeographen anerkannte starke Landentwicklung in Südeuropa im Pliozän zwingt aber zur Annahme tiefer stenomorphogener Temperaturen des Winters, denen nicht ebenso große Erhöhungen der Sommerwärme entgegenstehen. Zum mindesten müßte man den Floren des Pliozäns die Anpassung an eine sehr große Wärmeschwankung zuschreiben, um von der Annahme eines günstigeren Solarklimas abzusehen. Erschwert scheint solcher Verzicht durch den Umstand, daß das jüngere Braunkohlenland gebirgig war — sein Bestand fiel in eine Zeit nach der Hauptfaltung — und so seine morphogenen Temperaturen einer Höhenkorrektion bedürfen, die sie noch um ein paar Grade erniedrigen kann.

Es bietet noch Interesse, die Palaeotemperaturen mit den jetzigen an dem Orte, wo erstere erhoben wurden, zu vergleichen. Als solcher Ort kommt Dernis in Betracht, das in nächster Nähe der protozänen Bauxite von Uncistan und der eozänen Bauxite des Kalun, in der Nachbarschaft des Monte Promina und am Westende des Petrovopolje liegt, an dessen Südostende Neogenpflanzen von mir gefunden wurden. Die Temperaturen des Jahres und der extremen Monate zu Dernis sind nach Trabert: 13·8, 4·4 und 24·1. Sie sind sonach um 2·1, beziehungsweise 3·7 und 0·6 tiefer als die Gesamtmittel im Roterdeklima. Nimmt man für das Jahr 0·5, für den Winter 0·6 und für den Sommer 0·4 als Temperaturabnahme mit der Höhe an, so erhält man, da Dernis 300 *m* hoch liegt, als Wärmegrade im Meeresniveau 15·3, 6·2 und 25·3.

Im folgenden sind die von den Bauxiten und Braunkohlenpflanzen bezeugten Regenregime (r_0) mit den aus der Land- und Wasserverteilung zu ihrer Bildungszeit abgeleiteten (r_m) verglichen, für welche die tieferen der gefundenen Werte gesetzt wurden.

	r_0 (Spielraum)		r_0 (Mittel)		r_m	
	W.	S.	W.	S.	W.	S.
Protozän	21—63	0—21	38	9	39	14
Mittel-Eozän	21—63	0—21	38	9	44	14
Unter-Oligozän	39—47	7—13	43	10	43	13
Unter-Pliozän.....	27—30	7—13	28	10	27	6

Von den auf palaeogeographischer Grundlage berechneten relativen Regenmengen liegen jene für die Zeitstufen mit Bauxitbildung innerhalb der großen Wertstrecke, über die sich diese Mengen jetzt im mediterranen Roterdegebiete verteilen, die für den Winter nahe der Mitte jener Strecke, die für den Sommer näher gegen den Höchstwert. Von den morphogenen relativen Regenmengen für die Stufen mit Braunkohlenbildung stimmen jene des Winters ganz mit den aus den vorzeitlichen Vegetationsverhältnissen erschlossenen überein, jene des Sommers liegen knapp an der Grenze ihres palaeobiologischen Spielraumes, jene für das Oligozän an der oberen, jene für das Pliozän an der unteren Grenze.

Letztere Menge erscheint im Zusammenhalt mit dem niedrigen Winterwerte sehr gering. Doch zeigt Alicante bei 27·1 relativer Wintermenge auch nur 7·8% im Sommer (Valencia 27·2 und 8·6). Man trifft dort eine starke Entwicklung von Frühlings- und Frühherbstregen (Februar—Mai 34·7, September—Oktober 30·4) und eine solche läßt sich auch für das jüngere dalmatische Braunkohlenland vermuten. Für Alicante bedingt diese Verteilung, daß trotz des sehr trockenen Sommers 45% des Jahresniederschlages auf das Sommerhalbjahr entfallen. Ein ähnlicher Sachverhalt hätte im pliozänen Dalmatien wohl auch das Wachstum jener Pflanzen ermöglicht, deren Verwandte jetzt in Klimaten mit Sommerregen gedeihen. An der mauretanischen Küste entfällt dagegen nur mehr ein Fünftel der Jahresmenge auf das Sommerhalbjahr (Tanger 21, Oran 19, Alger 20%). Man möchte für das weit vom Meere abgerückte gebirgige jüngere Braunkohlenland — marines Pliozän reicht ostwärts nicht über Pelagosa hinaus — aber doch auch eine Neigung zu Mittsommerregen annehmen, wie andrerseits der Winter minder feucht war als im Palaeogen. Es ist die aus der Landverteilung im Pliozän erwachsene enge Scharung der Juliisobaren, aus der sich für dieses Land zu jener Zeit ein scharf ausgeprägtes Etesienklima ableitet.

Eine relative Regenmenge von 13 im Sommer, wie sie sich für das Oligozän ergibt, erscheint dagegen in Verbindung mit einer solchen von 43 im Winter ungewöhnlich hoch. In Lesina sind 12 Sommerprozente mit 37 Winterprozenten verknüpft, in Valona 42 von diesen mit 10 von jenen. Am Tafelberg und an mehreren Stationen Südaustraliens entfallen 11% der jährlichen Regenmenge auf den Sommer, 39 bis 43 auf den Winter (Clare 39, Adelaide 41, Cap Northumberland 43). Letzteres Verhältnis kommt dem für die Zeit des Wachstums der Proteaceen in Dalmatien berechneten am nächsten.

Es wurde hier versucht, bis jetzt nur bei der Erforschung palaeothermaler Zustände und bei Heranziehung von Pflanzen als Zeugen des Klimas der Vorwelt angewandte Methoden auch bei

der Ergründung der vorzeitlichen Hydrometeorik und bei Aufrufung von Verwitterungsböden als Klimazeugen anzuwenden.

Sind diese Methoden auch mit großer Vorsicht zu gebrauchen und der Gefahr der Mißdeutung und des Mißbrauches ausgesetzt, so darf man doch von ihrer sinngemäßen Anwendung Fortschritte in der Erkenntnis erhoffen.

Würde bei der chemischen Auflösung des Kalkes, wie Kispatić sagt, schon ein Tonerdehydrat zurückbleiben, so wären die dalmatischen Bauxite nur mechanisch umgewandelte Roterden. Bleibt, wie die Meisten annehmen, bei der Kalkauflösung Ton zurück, so wäre bei der Frage, wie die Kieselsäure entfernt wurde, auch nach dem Klima zu fragen, unter welchem dies geschah.

Die Bildung des Laterits aus dem bei der Feldspatverwitterung entstehenden Ton erfolgt im Savannenklima unter (abzüglich der Regenzeit) starker Sonnenbestrahlung. Falls die für das Pliozän in Südeuropa gefundene positive Differenz zwischen Orthotemperatur und morphogener Palaeotemperatur auf ein günstigeres Solarklima weist, dem aber ein physisches Klima mit kaltem Winter entsprechen konnte, stünde vielleicht die verstärkte Sonnenstrahlung zur Austreibung der Kieselsäure in Beziehung.[1] Vielleicht fiel dieses günstigere Solarklima (das für andere Gebiete erst zu erweisen wäre) mit jenem zusammen, welches Spitaler[2] bei der Ableitung solarklimatischer Perioden höherer Ordnung aus den von R. W. Farland nach den Formeln von Le Verrier und Stockwell berechneten Störungen des Perihels und der Exzentrizität für die der Eiszeit vorausgegangene Zeit gefunden hat.

---

[1] Die protozänen und eozänen Roterden waren zur Pliozänzeit in Ausbissen schon bloßgelegt.

[2] R. Spitaler, Das Klima des Eiszeitalters. Prag, 1921, p. 102.